

## 지진 토모그래피 방법을 이용한 남한에서의 3차원 P파 속도구조

박재우<sup>1\*</sup> · 민경덕<sup>1</sup> · 전정수<sup>2</sup> · 제일영<sup>2</sup>

<sup>1</sup>연세대학교 지구시스템과학과, <sup>2</sup>한국지질자원연구원 지진연구센터

### 3-D P-wave Velocity Structure in South Korea using Seismic Tomography

Jae-Woo Park<sup>1\*</sup>, Kyung-Duck Min<sup>1</sup>, Chung-Soo Chun<sup>2</sup> and Il-Young Che<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Earth System Sciences, Yonsei University,

<sup>2</sup>Korea Earthquake Research Center, Korean Institute of Geoscience and Mineral Resources

3-D P-wave velocity model in the southern Korean Peninsula is investigated by using the earthquake tomography method. This velocity model would be used to locate the exact hypocenter position, and also useful for our understanding of the crustal structure. The simultaneous inversion is used to get the minimum 1-D model and hypocenter relocation, which are used as an initial 3-D velocity model. The velocities in the minimum 1-D model are 6.04 km/s, 6.45 km/s, and 7.78 km/s between the depth of 0-19 km, 19-32 km, and 32-55 km respectively. In the 3-D P-wave velocity model, Layer 1 (0~3 km) has high velocities in Kyongsang basin, Yongnam massif, and Okchon folded belt, and low velocities in Kyonggi massif. In layer 2 (3~19 km) high velocities are predominant around Kyongsang basin and Yongnam massif except Yonil basin, but low velocities exist around Kyonggi massif and Okchon folded belt. In Layer 3 (19~32 km) high velocities prevail throughout the southern part of Korean Peninsula, but low velocity does throughout the middle except SNU, YIN station in Konggi massif. In Layer 4 (32 km), the maximum velocity is showed in the middle and southwestern part, while the minimum velocity in the southeastern and coastal area. The depth of the velocity boundary corresponds to the crustal structure of the southern Korean Peninsula which is calculated by gravity data.

**Key words :** Velocity structure, Simultaneous inversion, Minimum 1-D model, Seismic tomography

본 연구에서는 지진 데이터를 이용한 지진 토모그래피 방법을 통해 남한 지역의 3차원 P파 속도모형을 구하였다. 구해진 3차원 속도모형은 정확한 진앙의 위치 결정과 한반도의 지하구조 연구에 이용될 수 있다. 3차원 속도모형을 구하기 위한 지진토모그래피 방법에서 보다 나은 역산 결과를 얻기 위해 초기모형로서 동시역산방법을 이용한 최소 1차원모형을 사용하였다. 최소 1차원모형의 속도는 0~19 km사이에는 6.04 km/s, 19~32 km사이에는 6.45 km/s, 그리고 32~55 km사이에는 7.78 km/s 였다. 최소 1차원모형을 초기값으로 하여 3차원 속도모형을 구해본 결과 1층(0~3 km)에서는 경상분지, 영남육괴, 옥천습곡대에서 높은 속도값을 보이고, 경기육괴에서는 낮은 속도값을 보인다. 2층(3~19 km)에서 경상분지와 연일분지를 제외한 영남육괴 지역에서 높은 속도값이 분포한 반면, 경기육괴와 옥천습곡대에서 낮은 속도값이 분포한다. 3층(19~32 km)에서는 한반도 남부의 속도값은 높은 반면, 경기육괴 내의 SNU, YIN 관측소를 제외한 대부분의 중부지역은 낮은 속도분포를 보인다. 4층(32 km)에서는 최대 속도값이 한반도의 중부와 남서부에, 최소 속도값이 남동부와 해안선에서 나타난다. 각 층의 깊이 분포는 중력자료에 의한 지각구조의 양상과 비교한 결과 서로 일치한다.

**주요어 :** 속도구조, 동시역산, 최소 1차원모형, 지진토모그래피

\*Corresponding author: samabar@hotmail.com, donald@geophy.yonsei.ac.kr

## 1. 서 론

정확한 진앙의 위치를 결정하는 것은 지진 관측망 운영의 중요한 목적 중 하나이며, 이를 위해서는 지각을 수치화된 속도모델로 가정 후 지진의 관측시간을 바탕으로 진앙의 위치를 역산해 나가야 한다. 하지만 실제 관측시간과 속도모델로 계산된 주행시간 사이에는 차이가 있어 정확한 진앙 위치 파악이 어려워지는데, 이는 주로 잘못된 속도모델, 진앙위치, 관측에러 때문이다. 그 중에서도 속도모델은 진앙위치 결정의 정확도 향상에 중요한 요소가 된다(Kissling, 1988).

불균질한 지구내부를 최대한 반영하는 속도모델을 구하기 위해선 1차원 모델보다는 3차원 모델을 사용하는 것이 보다 정확하며, 이러한 3차원 속도모델은 컴퓨터 성능의 향상, 관측자료 길의 향상과 함께 지진자료를 이용한 토모그래피 역산(tomographic inversion)을 통해 과거에 비해 점차 효과적으로 구해지고 있다(Toomey and Foulger, 1989; Kissling, 1988; Crosson, 1976).

한반도 지각의 속도구조에 대한 연구는 1936년 지리산 지진 자료를 이용한 Lee(1979)를 시작으로 다양한 모델이 제시되어 왔다. 하지만 한반도 전체에 대한 3차원 속도모델을 구하기에는 지진자료가 부족하여 만족할 만한 해상도와 신뢰도를 얻지 못했다. 따라서, 본 연구에서는 한국지질자원연구원서 제공한 2754개의 디지털 지진 자료를 이용하여 남한에서의 3차원 P파 속도구조를 구해보고자 한다.

보다 나은 3차원 속도구조를 얻기 위해 전체 데이터 중에서 토모그래피 역산에 사용될 수 있는 것만 일정한 조건에 맞추어 선별하였다. 이 데이터를 바탕으로 현재까지 제시된 속도모델 중 네 개의 속도모델(김상조와 김소구, 1983; 김성균, 1995; 김성균과 정부흥, 1985; Hsu, personal communication)을 초기값으로 동시역산을 수행하여 최소 1차원 속도모델(Minimum 1-D model)이라는 새로운 1차원 모델을 구하였다.

이 최소 1차원 속도모델을 초기모델로 지진 토모그래피 방법을 적용해 연구 지역의 3차원 속도구조를 구한 후, 분해능 추정을 실행하여 역산 결과에서 신뢰영역을 구하였다. 마지막으로 중력 탐사에 의한 결과와 비교하여 계산 결과의 타당성을 검증해 보았다.

## 2. 지진토모그래피

행렬 역산 방법을 이용하면 국지적 지진자료를 이용

해 지각의 속도 분포를 구할 수 있다. 즉,  $i$ 번째 지진에서  $j$ 번째 관측소를  $T$ 시간 동안에 진행하는 실제파는 파 이론(Ray theory)에 의해 경로에 따른 적분으로 표현하면

$$T_{ij} = \int_{\text{source}}^{\text{receiver}} u \, ds \quad (1)$$

이며, 여기서  $u$ 는 속도의 역수이고,  $ds$ 는 파선의 성분을 나타낸다. 자료의 관측시간을  $t_{ij}$ 라 하면 다음과 같은 관계가 성립한다.

$$t_{ij} = \tau_i + T_{ij} \quad (2)$$

여기서,  $\tau_i$ 는 지진의 발생시간이다.

계산된 도착시간  $t_{ij}^{\text{cal}}$ 은 초기 진앙위치와 도착시간, 초기 속도모델을 바탕으로 파선추적(ray tracing) 방법을 통해 계산할 수 있고(Um and Thurber, 1987), 계산된 도착시간  $t_{ij}^{\text{cal}}$ 과 관측된 도착시간과의 차이인 시간차는 선형근사화를 통해 다음과 같이 진앙과 속도 모델과의 관계식으로 나타낼 수 있다.

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \int_{\text{source}}^{\text{receiver}} \delta u \, ds \quad (3)$$

만약, 속도구조를 유한요소화하면 식 (3) 우변의 마지막 항은 수열로 나타낼 수 있는데,

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \sum_{l=1}^L \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_l} \Delta m_l \quad (5)$$

와 같고, 여기서  $m_l$ 은  $L$ 개의 속도모델 변수 중 하나를 의미한다.

지진토모그래피란 각 모델변수(속도모델과 진앙위치)를 동시에 바꾸면서  $r_{ij}$ 의 총 RMS(Root Mean Square) 값이 최소가 될 때의 속도모델을 구하는 것이다. 하지만 진앙과 속도구조를 합쳐서 계산하면 식 (5)는 비선형성을 가지므로, 대개는 반복연산을 통해 최소 수렴해를 구하여야 한다(Thurber, 1992).

## 3. 자료의 선택

자료는 1999년 5월부터 2001년 6월까지 16개의 관측소에서 관측된 북위  $34^\circ \sim 39^\circ$ , 동경  $125^\circ \sim 130^\circ$  지역에 위치한 2754개의 지진자료로서, 대부분 한반도 내륙에서 발생한 지진에 해당한다. 전체 자료에는 상당수의 발파 자료가 포함되어 있으며, 지표를 통해 도달하는 발파자료로는 지하 심부의 구조를 계산하는 데

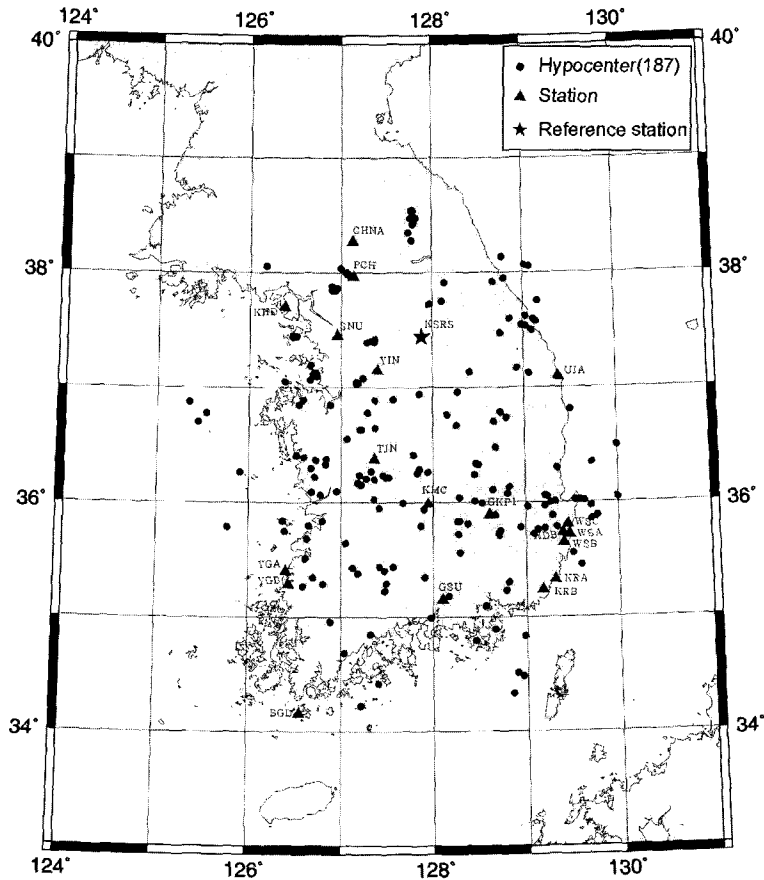


Fig. 1. 187 events (5 obs. over, RMS<2.0s, GAP<280°) selected for 1-D simultaneous inversion.

우리가 따르므로, 본 연구의 속도구조는 맨틀 상부까지의 깊이로 제한한다.

관측소는 한국지질자원연구원에서 운영하는 단주기 관측소 4개, 광대역 관측소 1개, 한국지질자원연구원과 대학공동 관측소 3개, 시추공 관측소(bore-hole station) 2개, 한국전력연구원에서 운영하는 8개 관측소, 철원의 관측소, 원주의 KRS 26개의 관측소 배열이다.

자료의 정확도는 속도구조 역산에 큰 영향을 미치는 기본적인 값이므로, 1차원 속도 연산에 필요한 자료를 다음과 같은 기준에 의거해 선별하였다.

(가) 각 지진은 최초 도달한 P파와 secondary Pg파가 적어도 5개 이상의 관측소에서 관측되어야 한다.

(나) 각 지진은 초기 속도모델에 의한 평균 RMS가 2.0초 이하여야 한다.

(다) 각 지진의 GAP(어떤 진앙에 대해 인접한 관측소 방위각의 차이 중 가장 큰 값)은 280°이어야 한다.

위 기준에 의거 전체 자료로부터 해당되는 자료만

추출한 결과 비교적 지진 규모가 크고, 초기 RMS값이 크지 않은 187개의 지진자료가 선택되었고, 연산에 사용된 파선의 개수는 모두 1117개였다(Fig. 1).

#### 4. 최소 1차원 모델과 역산

##### 4.1. 연구방법과 절차

동시역산을 위한 적절한 초기 속도모델을 구하기 위해, 속도 경계면의 깊이와 속도값이 서로 대조적인 김상조와 김소구(1983)의 홍성지진을 비롯한 5개의 자연 지진 자료를 이용한 모델, 김성균(1995)의 중령과 지진 자료 및 표면파 분산자료를 이용한 모델, 김성균과 정부홍(1985)의 인공 발파자료를 이용해 제시된 모델, 현재 한국지질자원연구원에서 우리나라의 속도구조로 많이 사용되고 있는 Hsu가 제안한 모델을 선택하였다.

위 모델들을 바탕으로 속도모델을 설정한 후, 각 모델의 층을 작은 층으로 나누되 천부지각으로 생각되는

**Table 1.** RMS change(%) after inversion.

	Kim Sung Kyun (1995)	Kim & Chung (1985)	Kim & Kim (1983)	V. Hsu
Before inversion	2.05	2.03	1.94	1.87
After inversion	1.43	1.43	1.29	1.24
RMS change(%)	29.91	29.79	33.52	33.78

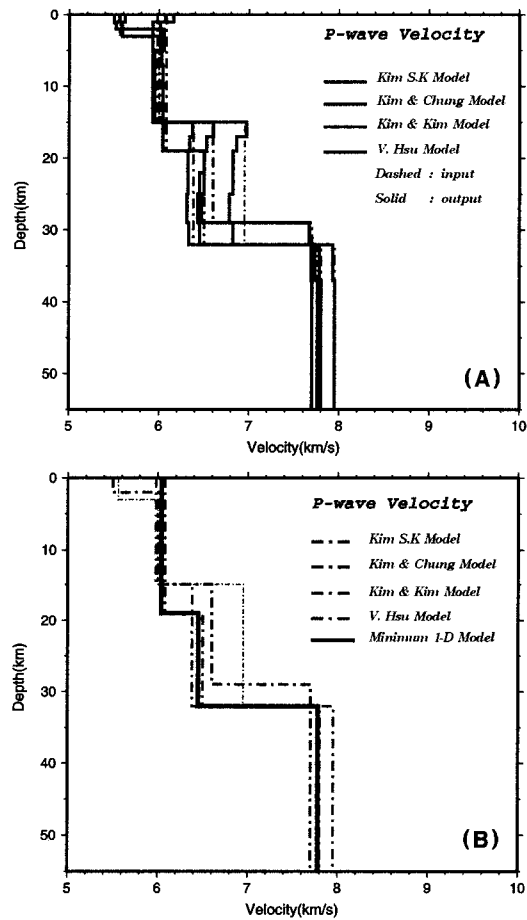
깊이(19 km)까지는 1~2 km간격으로 나누고, 하부지각으로 생각되는 깊이(32 km)까지는 3~4 km간격으로 나누었으며, 그 이하의 층은 5 km이상으로 하여 총 19개의 층으로 나누었다.

반복연산 동안 다음과 같은 조건을 만족하면 계산과정을 중단하였고, 이 때의 결과모델을 최소 1차원 모델(Kissling *et al.*, 1994)이라 명명하였다. 조건은 1) 지진의 위치, 관측소 지연, 속도모델 값이 다음 연산에서도 급격히 변하지 않고, 2) 총 RMS값이 최소가 되며, 3) 계산된 일차원 속도모델과 관측소 지연(station delay)이 지질학적 의미를 지니며(음의 관측소 지연을 가진 관측소에서는 기준 관측소에 비해 속도가 빠른 지역에 위치한다), 4) 계산 결과가 초기 조건에 크게 어긋나지 않을 때를 말한다.

앞에서 언급한 관측소 지연은 관측소가 위치한 지역의 지질과 각 관측소의 특성을 반영하는 값으로서, 기준 관측소(reference station)를 기준으로 다른 관측소에서 관측되는 지진파의 상대적 시간차를 나타낸다. 일반적으로 기준 관측소는 다른 관측소에 비해 관측망의 중심부에 위치하고, 관측소의 위치에 의한 영향을 크게 받지 않으며, 비교적 대부분의 지진 기록이 포함되어야 하므로, 본 연구에서는 원주 KRSRS를 기준 관측소로 삼았다.

#### 4.2. 최소 1차원 모델의 결정과 진앙 위치의 재결정

역산은 초기모델을 바탕으로 각각 9회씩 수행하였고, 각각의 경우 모두가 앞에서 제시한 수렴조건을 만족하며, 관측소 지연의 결과도 비슷한 분포를 보였지만, RMS 결과에서 서로 큰 차이를 보였다. 총 RMS 값은 Hsu모델을 초기 모델로 한 경우가 역산전 RMS, 역산후 RMS에서 모두 최소인 결과를 보였다(Table. 1). 이와 같이 초기모델에 따라 RMS값이 크게 다른 이유는 역산의 결과를 좌우하는 중요한 요소인 속도경계면의 깊이 때문인데(Crosson, 1976), 김성균과 정부흥, 김성균 모델에 비해, 김상조와 김소구, Hsu모델의 RMS가 상대적으로 크게 감소하는 것으로 보아, Hsu모델과 같이 하부지각의 깊이를 19 km로 하고, 맨



**Fig. 2.** Minimum 1-D P-wave velocity model. (A) Output model after inversion, (B) Minimum 1-D P-wave velocity model.

틀상부의 깊이는 32 km로 할 경우에 가장 좋은 결과가 나타남을 확인하였다.

위 네 가지 모델 중 가장 좋은 결과를 보인 Hsu모델의 결과를 선택하고, 그 결과를 다시 초기모델로 설정하여 위와 같은 과정을 반복하며, 속도값이 비슷한 층을 하나의 층으로 묶어서 단순화시킨 속도모델을 구하였다. 그 결과 수렴조건을 최소로 만족하는 최소 1차원 속도모델을 얻을 수 있었다(Fig. 2(B)).

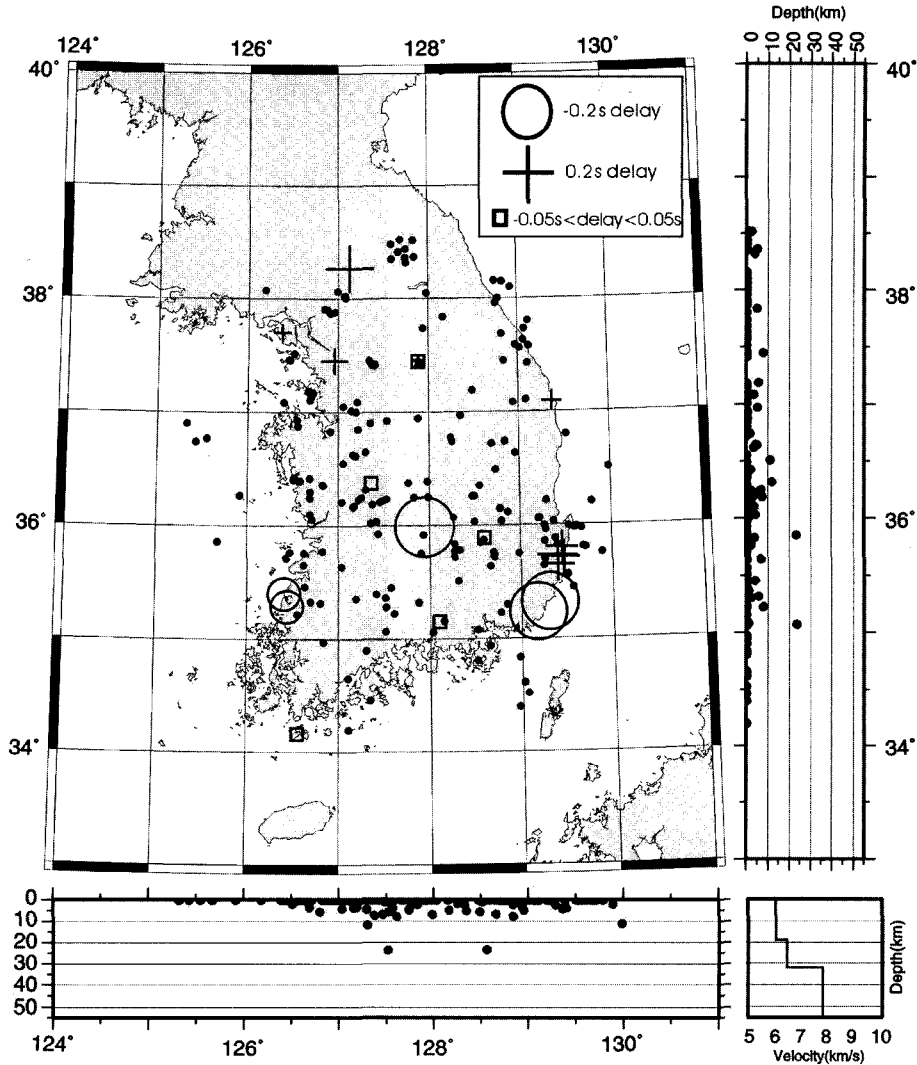


Fig. 3. Distribution of seismicity and station delays.

앞에서 구한 최소 1차원 속도모델을 과평활화 (overdamping)하여 관측소 지연을 구하고, 음의 관측소 지연은 큰 원으로, 양의 관측소 지연은 십자로 나타내면 Fig. 3과 같다. 이 관측소 지연은 일반적으로 각 관측소의 관측 특성, 위치한 지역의 지형 및 지질 등 여러 요인에 의해 영향을 받는데, 양의 관측소 지연은 WSA(WSB, WSC), KHD, CHNA, SNU, UJA에서, 음의 관측소 지연은 KMC, KRA(KRB), YGA(YGB)에서 나타났으며, 전체적으로 남쪽으로 갈수록 관측소 지연이 줄어드는 반면 중부로 갈수록 늘어나는 경향을 보인다. 하지만 WSA(WSB, WSC)관측소에 해당하는 관측소 지연은 주위 관측소에 비해 급격히 느려지는

결과를 보이는데, 이는 picking error나 지진파의 진행을 방해하는 단층대와 같은 요인들로 인해 지진파의 주행시간에 지연효과가 나타난 것으로 해석된다.

계산된 최소 1차원 속도모델과 관측소 지연으로 진앙의 위치를 재결정해 본 결과, 진앙의 위치는 수평으로 크게 이동하지 않았으며, 전체적으로 관측망의 중심에서 멀어지는 방향으로 재결정되었다. 초기 진앙의 깊이는 오차가 매우 크기 때문에, 역산 전 초기값은 0 km로 하였지만 역산 후에는 0 km에서 23 km까지 골고루 분포하게 되었고, 대부분 지표에서 10 km내에 분포하였다.

특히 38.0°N, 127.0°E 지역, 37.2°N, 126.7°E 지역과 37.5°N, 127.4°E 지역과 같이 발파장에서 발생한 자료는

관측소 특성과 picking error 등으로 인해 관측망의 중심에서 대상으로 길게 분산된 형태로 기록되었지만, 역산 후에는 한 곳으로 집중되어 재결정되는 향상된 결과를 보였다. 하지만 38.5°N, 127.7°E 지역에서의 발파 자료는 진앙의 위치가 분산되어 재결정되었는데, 이는 발파 자료의 GAP이 좋지 않기 때문으로 판단된다.

본 연구는 전체 지진 자료 중 최초 도달 P파뿐만 아니라, 진폭이 크고, 파형 분별이 보다 쉬운 secondary P파에 대해서도 연산할 수 있도록 프로그램에 변화를 주었다. 그 결과 Hsu모형을 초기 모델로 할 경우, 역산에 쓰이는 파선의 개수를 1082개에서 1117개로 증가시켜서 보다 많은 자료를 연산에 사용할 수 있었다.

## 5. 남한의 3차원 P파 속도구조

### 5.1. 연구방법과 절차

자료는 최소 1차원 모델로 재결정된 진앙 중에서 최

초 도달한 P파가 5개 이상의 관측소에서 관측되고, 평균 RMS가 2.0초 이하이며, GAP이 280°이하로서 지진 관측망의 비교적 내부에 위치하는 187개의 지진을 선택하였고, 각 지진에 대한 관측 파선을 나타내면 Fig. 4와 같다.

지진토폴로그래피 계산에서 중요한 변수인 속도모델의 격자 크기는 지진 자료의 분해능과 속도분포의 분해능이라는 상관 관계(trade-off relation)를 서로 만족하는 크기로 설정되어야 한다. 우선 격자의 수평크기는 Fig. 4와 같은 연구지역의 지진과 분포를 고려하여 격자 수평으로 30×30 km, 40×40 km, 50×50 km, 60×60 km 및 그 이상인 경우로 각각 나눠서 계산하여 본 결과, 첫번째 경우는 속도구조의 분해능이 가장 좋았지만 분해능 추정을 만족하는 영역이 거의 없었고, 반면에 마지막의 경우는 분해능 추정을 만족하는 영역은 넓었지만 속도구조의 분해능이 매우 나빠졌다. 따라서, 60×60 km인 경우가 두 가지 조건을 동시에 만

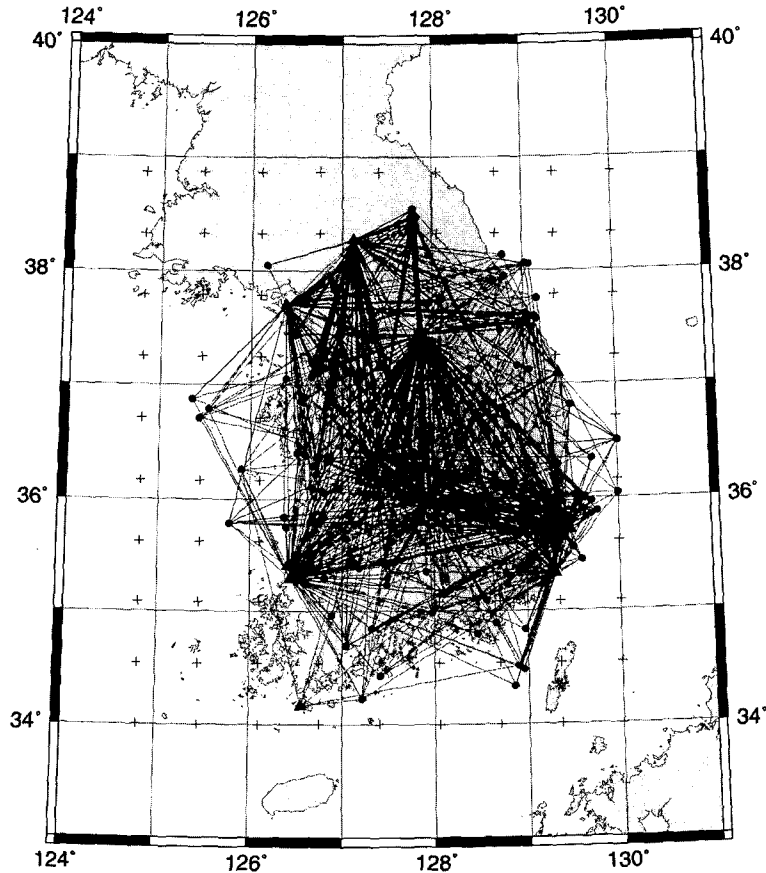


Fig. 4. Distribution of seismicity and station delays.

족하는 가장 적절한 크기인 것으로 판단하였다. 수직으로는 최소 1차원 속도모델의 속도 경계면인 19 km, 32 km를 경계면으로 하되, 지표 지질의 특성을 반영하기 위해 지표(0 km)에서 3 km사이에 하나의 경계면을 추가하였다.

본 연구에서는 역산이 보다 잘 수렴되도록 여러 초기조건과 경계조건을 주었다. 연구지역의 변두리 지역과 수직으로 최상부층(지표에서 상부로 4 km)과 최하부층(지표에서 하부로 100 km)에 격자를 하나씩 추가하여 역산의 경계조건으로 삼고, 속도값은 일정하게 고정시켜 해가 발산하지 않도록 하였다. 격자 내부를 지나는 파의 개수가 10개 이하인 격자의 속도값은 역산 과정에서도 값이 변하지 않도록 하여 자료의 오차에 의해 속도값이 크게 좌우되지 않도록 하였다. 또한, 격자의 속도값에 대한 평활화값(damping factor)은 20에서 500까지 다양한 값을 적용해 본 결과, 70인 경우가 자료와 속도모델 결과와의 상관관계(Eberhart-Phillips, 1986)를 가장 잘 만족함을 확인하였다.

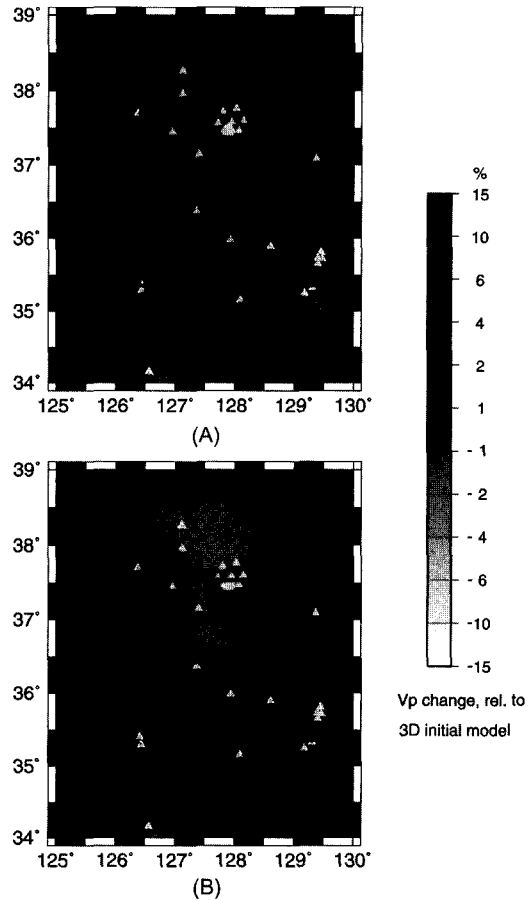
역산의 수렴 기준으로 각 역산 과정 후 F-test를 수행해 속도모델의 향상이 동시역산에 의해 진앙 위치가 변해서 생긴 것이 아니라, 속도모델 자체가 향상되었을 때 수렴한 것으로 판단하였다.

일반적으로 3차원 속도 토모그래피에 사용되는 자료의 개수는 변수에 비해 부족하므로, 토모그래피 결과에 대해 분해능을 점검하여, 계산결과에서 신뢰영역을 구해야 한다. 신뢰영역을 구하는 기준으로서 각 격자에서 연산에 관계하는 파선의 개수를 합한  $K_{hit}$  값, 각 모델변수  $m_i$ 의 진행시간  $T_{ij}$ 에 대한 상대적 영향을 나타내는 DWS(Derivative Weight Sum) 값, Resolution 행렬의 대각성분으로서 모델변수가 얼마나 참값에 가까운지를 나타내는 RDE(Resolution Diagonal Element)값이 있다. 본 연구에서는 각각  $K_{hit}$ 는 10이상, DWS는 50이상이며, RDE값은 0.2이상인 경우를 분해능 추정을 만족하는 신뢰영역으로 삼았다.

**5.2. 3차원 P파 속도구조와 해석**

지진 토모그래피를 실행한 결과 자료의 평균 RMS 값이 역산 전에는 1.98초였으나, 역산 후에는 1.34초로 감소하여 전체적으로 진앙의 위치와 속도모델이 보다 개선되었다.

연구지역의 속도분포를 전체적으로 보면 같은 깊이에서 남동부는 비교적 속도값이 높은 반면, 중부로 갈수록 낮게 나타나며, 내륙에 비해 해안으로 갈수록 속



**Fig. 5.** Velocity change (%) relative to the initial velocity model. (A) Layer 1(0~3 km), initial velocity=6.04 km/s, (B) Layer 2 (3~19 km), initial velocity=6.04 km/s.

도값이 증가하는 경향을 보인다. 속도 분포의 방향성은 북동 방향이 주를 이루었고, 천부에 해당하는 1층(0~3 km)에서는 관측소 지연과 지구조적 차이로 인해 속도값의 변화가 심하게 나타난다.

각 층의 특징을 살펴보면 Fig. 5(A)에서 1층(0~3 km)의 속도 분포는 경상분지, 영남육괴와 옥천습곡대에 해당하는 지역이 상대적으로 속도값이 높은 반면, 경기육괴에 해당하는 지역이 낮은 속도 분포를 보인다. 1층의 결과를 Fig. 3의 최소 1차원 모델의 관측소 지연과 비교해 보면, KMC, KRA(KRB), YGA(YGB) 관측소의 빠른 속도 분포와 음의 관측소 지연이, CHNA, SNU, KHD 관측소의 느린 속도 분포와 양의 관측소 지연이 서로 연관되어, 관측소 지연이 양의 값일수록 속도분포가 느린 지역임을 확인하였다.

Fig. 5(B)에서 2층(3~19 km)은 상부지각에 해당하

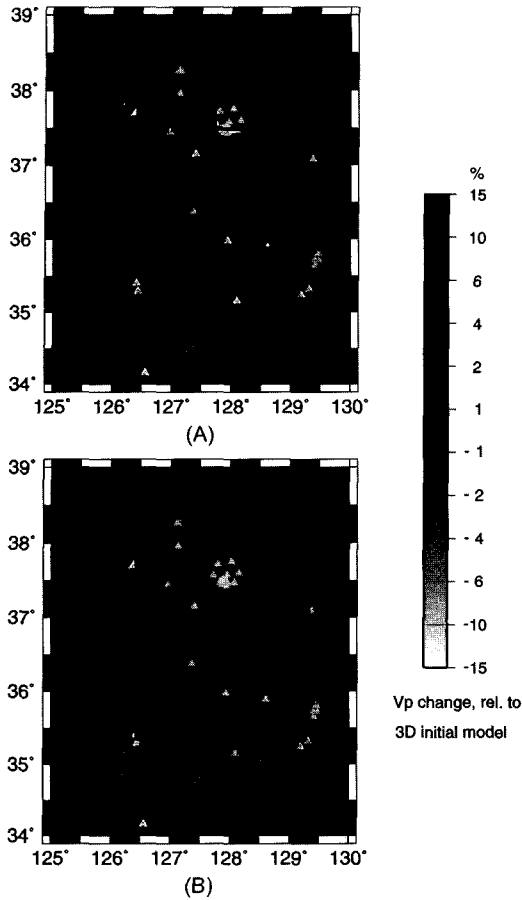


Fig. 6. Velocity change (%) relative to the initial velocity model. (A) Layer 3(19~32 km), initial velocity=6.45 km/s, (B) Layer 4 (32 km), initial velocity=7.78 km/s.

는 층으로서, 1층에 비해 중부와 남부 지역의 속도분포가 서로 뚜렷이 구별되어 나타난다. 연일분지를 제외한 경상분지와 영남육괴를 포함하는 지역이 높은 속도분포를, 경기육괴와 옥천습곡대 일부를 포함한 지역은 전체적으로 낮은 속도분포를 보인다.

Fig. 6(A)에서 3층(19~32 km)은 하부지각에 해당하는 층으로서, 경기육괴의 서부와 연일분지를 제외한 대부분의 지역에서 상대적으로 속도값이 높게 나타난다. 한편 지각 구조를 파악하는데 유용한 중력자료는 속도분포와도 밀접한 관계가 있으므로(Kim and Qinghe, 1998), 중력탐사에 의한 포항~공주~만리포간의 지각 구조 연구(민경덕과 이영재, 2000) 결과와 지진토포그래피 결과를 비교하였다. 중력탐사는 Fig. 7(A)에서 실선 부분을 따라 1~1.5 km간격으로 측정된 결과임에 비해, 본 지진 토포그래피 결과는 격자 크기가 60 km

으로서 세부적인 변화를 비교하기엔 무리가 따르므로, 전체적인 속도분포 양상을 파악하는데 국한하였다. 중력탐사 결과에 따르면 Fig. 7(B)에서와 같이 B구간(포항~옥천)에서 콘라드면의 평균 심도는 13.3 km이고, A구간(옥천~만리포)에서는 16.6 km이며, 총 축선 구간인 C구간(포항~만리포)에서 모호면의 평균심도는 32 km로 제시하고 있다. Fig. 7(C)는 P~P'(포항~만리포) 구간의 속도 단면도를 나타낸 것으로서, 콘라드면으로 추정되는 6.45 km/s의 경계면이 포항에서 만리포로 갈수록 차츰 심부로 내려가고, 모호면으로 추정되는 7.8 km/s의 속도경계면은 만리포로 갈수록 하부로 완만하게 내려가는 것은 앞의 중력자료에 의한 불연속면의 결과와도 일치한다.

Fig. 6(B)에서 4층(32 km)은 맨틀상부에 해당하는 층으로서, 이 층의 속도분포를 중력자료를 이용한 모호 굴곡면의 결과(한국지질자원연구원, 2000)와 서로 비교하였다. 중력 결과에 따르면 모호면의 평균 심도는 32 km, 표준편차는 2.5 km이며, 한반도의 중부에서 최대값을 가지고, 남동부에서 최소값을 보인다. Fig. 6. (B)에서 도시한 바와 같이 속도분포는 한반도의 중부와 남서부 일부에서 최대값을 가지며, 남동부와 해안 지역에서 최소값을 보인다. Fig. 8의 단면도(A)와 (B)는 구간 Q~Q'(126.0°N, 37.0°E에서 129.5°N, 37.0°E)와 구간 R~R'(126.0°N, 36.0°E에서 129.5°N, 36.0°E)의 수직적인 속도분포를 나타낸 그림으로서, 한반도의 중부와 남서부에서 속도 경계면이 가장 낮게 위치하지만, 좌우 해안선 쪽으로 갈수록 높아져 모호면의 변화 양상이 속도값의 변화와 동일하게 나타남을 확인하였다.

위의 3차원 속도모델에 대해 분해능을 추정된 결과 Khit와 DWS를 만족하는 영역은 넓었지만, RDE가 0.2이상인 지역은 상대적으로 적었다. 세 가지 조건을 동시에 만족하는 신뢰영역을 검은 테두리선으로 나타내면 Fig. 5, 6과 같다. 신뢰영역은 1층(Layer 1)과 4층(Layer 4)에서 남한의 중부 지역에서 넓게 나타나는데, 이는 최초 도달하는 지진파가 주로 천부 지층을 통과하거나 모호면을 따라 전달되기 때문에, 이 영역에 해당하는 격자의 계산 횟수가 많아졌기 때문이다.

## 6. 토의 및 결론

본 연구에 사용된 자료에는 상당수의 발파 자료가 포함되어 있어, 지하 심부구조를 파악하는 데는 무리가 있었다. 왜냐하면 발파에 의한 지진파는 대부분 지



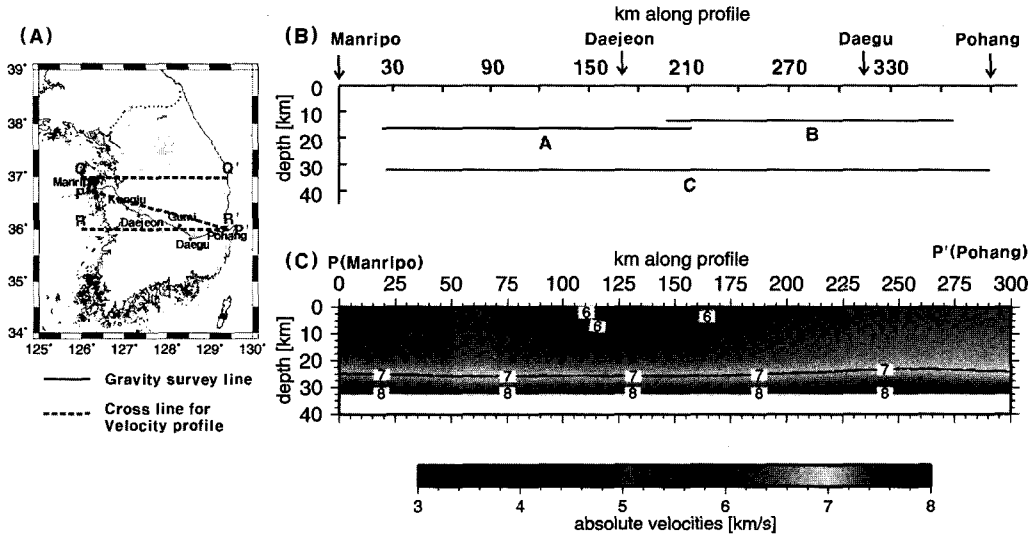


Fig. 7. Gravity survey result and velocity profiles. (A) Gravity survey line and cross lines for velocity profile (Min and Lee, 2000), (B) Profile of mean depth using Bouguer gravity anomaly, (C) Absolute velocity profile along the line (P~P').

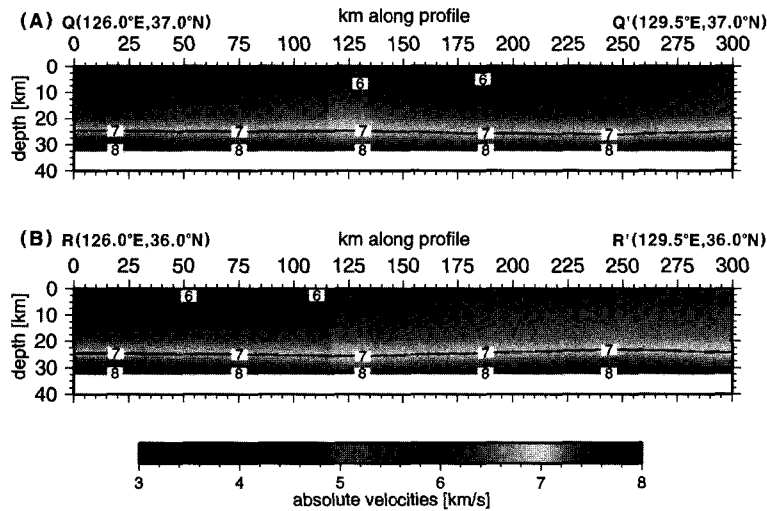


Fig. 8. Velocity profiles along the lines (Q~Q', R~R"). (A) Absolute velocity profile along the line (Q~Q'), (B) Absolute velocity profile along the line (R~R').

표를 통해 관측소에 도달하므로, 1차원 속도 역산시 심부의 속도값을 계산하는 횟수가 적어지기 때문이다. 실제로 1차원 역산시 파선을 추적하면 총 1117개의 파선 중 대부분이 지표에 분포한 반면, 32 km이하에서는 342개의 파선만이 통과하였다. 지하 심부의 보다 정확한 속도구조를 얻기 위해서는 지진 자료를 보다 많이 확보하여, 발파 자료를 제외하고 계산해 보아야 할 것이다.

본 연구에서 계산된 남한에서의 1차원 P파 속도구

조는 지표에서 19 km까지는 6.04 km/s, 19 km에서 32 km까지는 6.45 km/s, 32 km에서 55 km까지는 7.78 km/s이다. 이는 지금까지 제시된 다른 모델에 비해 총 RMS, 관측소 지연, 그리고 수렴조건을 가장 잘 만족한다.

지진토모그래피를 이용한 3차원 속도분포는 1층(0~3 km)에서는 경상분지, 영남육괴와 옥천습곡대에서 높은 속도분포를, 경기육괴에 해당하는 지역은 낮은 속도분포를 보인다. 2층(3~19 km)에서는 연일분지를 제외한

경상분지와 영남육괴에서 높은 속도분포를, 경기육괴와 옥천습곡대의 중부를 포함하는 지역은 낮은 속도분포를 나타낸다. 3층(19~32 km)에서는 한반도의 중부와 연일분지를 제외한 대부분이 속도값이 높게 나타나지만, 경기육괴 지역의 SNU, YIN 관측소에서는 속도값이 높은 모습을 보인다. 4층(32 km)에서는 대부분의 한반도에서 속도값이 낮게 나타나며, 중부와 남서부에서 속도값이 최소이고, 남동부와 해안지역에서 최대가 된다. 다른 지역에 비해 한반도의 중부지역에서 속도 경계면이 하부로 내려가는 결과를 보이며, 이와 같은 심부구조의 결과는 중력자료에 의한 한반도의 콘라드면과 모호면의 깊이와도 잘 일치한다.

하지만, 일반적인 변성암의 지진파 속도가 퇴적암에 비해 빠르게 나타나는 것에 비해, 천부에서 경상분지의 속도는 상대적으로 높게, 그리고 경기육괴의 속도분포는 낮게 나타난다. 이는 1층의 속도분포를 결정하는 데이터가 주로 발파와 같은 관측소 주위에서 관측된 근거리 지진이므로, 이러한 데이터가 지형이나 지질학적 불연속면과 같은 지역적인 영향을 많이 받은 것으로 해석된다.

### 참고문헌

- 김성균, 정부홍 (1985) 한국 남부지역의 지각구조. 광산지질, v. 18, p. 151-157.
- 김성균 (1995) 한반도의 지각구조에 관한 연구. 지질학회지, v. 31(4), p. 393-403.
- 김상조, 김소구 (1983) 지진파를 이용한 남한의 지각구조 연구. 광산지질, v. 16(1), p. 51-61.
- 민경덕, 이영재 (2000) 중력탐사에 의한 포항~공주~만리포간의 지각구조 연구. 자원환경지질, v. 33(2), p. 101-109.
- 정태웅 (1995) 1991~94년의 지진자료를 이용한 한반도지각구조의 정량적 연구. 지구과학회지, v. 16(2), p. 152-157.
- 한국자원연구소 (2000) 고응력장 변화와 지각변형사 연구. KR-00(연차)-01, p. 112-148.
- Crosson, R.S. (1976) Crustal Structure Modeling of Earthquake Data 1. Simultaneous Least Squares Estimation of Hypocenter and Velocity Parameters. JGR, v. 81(17), p. 3,036-3,045.
- Eberhart-Phillips, D. (1986) Three-Dimensional Velocity Structure in Northern California Coast Ranges from Inversion of Local Earthquake Arrival Times. Bull. Seism. Soc. Am., v. 76(4), p. 1,025-1,052.
- Kissling, E. (1988) Geotomography with Local Earthquake Data. Reviews of Geophysics, v. 26(4), p.659-698
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D. and Kradolfer, U. (1994) Initial reference models in local earthquake tomography. JGR, v. 99(B10), p. 19,635-19,646.
- Kim, S.K. and Qinghe Li (1998) 3-D Crustal Velocity Tomography in the Central Korean Peninsula. Econ. Environ. Geol. v. 31(3), p. 235-247.
- Kim, S.K. and Qinghe Li (1998) 3-D Crustal Velocity Tomography in the Southern Part of the Korean Peninsula. Econ. Environ. Geol. v. 31(2), p. 127-139.
- Lee, Kiehwa (1979) On crustal structure of the Korean Peninsula. J. Geol. Soc. Korea, v. 15, p. 253-258.
- Thurber, C.H. (1992) Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquakes tomography. Phys. Earth. Planet. Inter., v. 75, p. 55-62.
- Toomey, D.R. and Foulger, G.R. (1989) Tomographic Inversion of Local Earthquake Data From the Hengill-Grensdalur Central Volcano Complex, Iceland. JGR, v. 94(B12), p. 17,497-17,510.
- Um, J. and Thurber, C.H. (1987) A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. Bull. Seismol. Soc. Am., v. 61, p. 729-746.

2002년 7월 31일 원고접수, 2002년 10월 24일 게재승인.